



Quaternaire

Revue de l'Association française pour l'étude du
Quaternaire

vol. 20/1 | 2009
Volume 20 Numéro 1

Étude du soulèvement Pléistocène dans le nord-est de la France et le sud-ouest de L'Allemagne d'après les terrasses du bassin de la Moselle : relation avec les propriétés crustales

*Quaternary uplift of Eastern France and western Germany as revealed by
terraces of the river Moselle: relationship to crustal properties*

Rob Westaway, Stéphane Cordier et David Bridgland



Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/5026>

DOI : 10.4000/quaternaire.5026

ISSN : 1965-0795

Éditeur

Association française pour l'étude du quaternaire

Édition imprimée

Date de publication : 1 mars 2009

Pagination : 49-61

ISSN : 1142-2904

Référence électronique

Rob Westaway, Stéphane Cordier et David Bridgland, « Étude du soulèvement Pléistocène dans le nord-est de la France et le sud-ouest de L'Allemagne d'après les terrasses du bassin de la Moselle : relation avec les propriétés crustales », *Quaternaire* [En ligne], vol. 20/1 | 2009, mis en ligne le 01 mars 2012, consulté le 04 octobre 2019. URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/5026> ; DOI : 10.4000/quaternaire.5026

© Tous droits réservés

ÉTUDE DU SOULÈVEMENT PLÉISTOCÈNE DANS LE NORD-EST DE LA FRANCE ET LE SUD-OUEST DE L'ALLEMAGNE D'APRÈS LES TERRASSES DU BASSIN DE LA MOSELLE : RELATION AVEC LES PROPRIÉTÉS CRUSTALES



Rob WESTAWAY ¹, Stéphane CORDIER ² & David BRIDGLAND ³

RÉSUMÉ

Les terrasses de la Moselle et de son affluent la Meurthe permettent d'évaluer le soulèvement dans le Nord-Est de la France et le Sud-Ouest de l'Allemagne depuis le Pliocène. Le soulèvement est estimé à environ 120 m depuis la «révolution climatique du Pléistocène moyen» (v. 0,9 Ma), à environ 160 m depuis 2 Ma et à environ 180 m depuis la fin de l'optimum climatique mi-Pliocène (vers 3,1 Ma). Plusieurs phases de soulèvement peuvent être distinguées, le début de chacune d'entre elles coïncidant avec une modification dans le rythme des fluctuations climatiques définies dans le temps long. Cette coïncidence suggère que le soulèvement observé est lié à des augmentations dans l'intensité des processus de surface associés aux changements climatiques (en particulier l'érosion). Ce lien est confirmé par l'utilisation de modèles numériques qui permettent en outre de montrer que les changements brutaux observés pour les vitesses de soulèvement dans le bassin de la Moselle sont déterminés par la faible épaisseur de la couche mobile dans la croûte inférieure, lui-même généré par sous-placage mafique à la base de la croûte. L'étude des enregistrements sédimentaires de la Moselle et de la Meurthe met ainsi en évidence des modèles de réponses du milieu qui sont caractéristiques de la plus grande partie du continent européen.

Mots-clés : terrasses fluviales, soulèvement, Moselle, Meurthe, Pléistocène.

ABSTRACT

QUATERNARY UPLIFT OF EASTERN FRANCE AND WESTERN GERMANY AS REVEALED BY TERRACES OF THE RIVER MOSELLE: RELATIONSHIP TO CRUSTAL PROPERTIES

The fluvial terraces of the Meurthe-Moselle provide a record of uplift in northeastern France and southwestern Germany dating back to the Pliocene. The uplift has amounted to ~120 m since the Mid-Pleistocene Revolution in climate at ~0.9 Ma, with ~160 m estimated since ~2 Ma and ~180 m estimated since the end of the Mid-Pliocene climatic optimum at ~3.1 Ma. The uplift has occurred in phases, each starting at a point in time that is established as a time of long-timescale climate change, suggesting that increased rates of surface processes associated with the climate change, principally, erosion, are the cause of the observed uplift. Numerical modelling supports this deduction, and also indicates that the abruptness of the start of each of the phases of uplift in this study region is a consequence of the thinness of the mobile lower-crustal layer, as a result of mafic underplating at the base of the crust. The Meurthe-Moselle record thus provides a clear case study demonstrating patterns of landscape response that are characteristic of much of Europe.

Keys-words: River terrace, uplift, Moselle, Meurthe, Pleistocene.

1 - INTRODUCTION

La modélisation numérique (mise en œuvre suivant les principes de la physique) du soulèvement d'une région à partir de l'étude des systèmes de terrasses alluviales étagées devient une méthode de plus en plus importante pour l'étude de l'évolution des paysages au Quaternaire (e.g., Bridgland & Westaway, 2007a, b). En plus de faciliter la reconnaissance des propriétés physiques de la croûte sous-jacente, cette approche permet une estimation fiable de l'âge des terrasses alluviales. Les modèles

chronologiques (basés, par exemple, sur la biostratigraphie ou les datations absolues) peuvent ainsi être testés et corrélés avec la chronologie globale des stades isotopiques marins (MIS); par exemple, si on a des informations chronologiques indépendantes pour quelques terrasses dans un secteur on peut déduire les âges des autres terrasses.

Cette technique a déjà été appliquée aux données obtenues pour plusieurs systèmes fluviaux du Nord-Ouest de l'Europe, dont la Loire, la Seine et la Somme dans le Nord de la France, la Meuse au Sud-Est des Pays-

¹ Faculty of Mathematics, Computing and Technology, The Open University, Abbots Hill, Gateshead NE8 3DF, UK; also at: IRES, Newcastle University, Newcastle-upon-Tyne NE1 7RU, UK. Courriel: r.w.c.westaway@ncl.ac.uk

² Laboratoire Géodynamique des Milieux Naturels et de l'Environnement, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université Paris 12 Val de Marne, 61 avenue du Général de Gaulle, F-94010 Créteil Cedex, France. Courriel: stephane.cordier@univ-paris12.fr

³ Department of Geography, Durham University, South Road, Durham DH1 3LE, UK. Courriel: d.r.bridgland@dur.ac.uk

Bas, et le Rhin dans le Sud-Ouest de l'Allemagne (e.g., Westaway 2001, 2002a, b, 2004; Bridgland & Westaway 2007a, b), ou encore la Tamise et d'autres rivières du Sud-Est de l'Angleterre (Westaway *et al.*, 2002, 2006a; Westaway, 2008). Le présent article présente les résultats de l'application de ce modèle aux données récentes obtenues pour les terrasses alluviales de la Moselle et de son affluent la Meurthe dans le Nord-Est de la France et le Sud-Ouest de l'Allemagne (Cordier *et al.*, 2004, 2006a). L'application de cette méthode doit en effet permettre, d'une part une meilleure compréhension de l'évolution des paysages au Pléistocène dans l'Est du Bassin parisien et le Massif schisteux rhénan, en relation avec les propriétés de la croûte sous-jacente, et d'autre part de tester les données chronologiques récemment obtenues pour divers sites le long de ces vallées.

2 - LES TERRASSES DE LA MOSELLE ET DE LA MEURTHE

Les terrasses alluviales de la Moselle et de la Meurthe ont été récemment étudiées en détail (Cordier *et al.*, 2004, 2005, 2006a, b; voir aussi Cordier *et al.*, ce volume). Ces publications ont permis de réactualiser les travaux antérieurs (Bibus & Semmel, 1977; Hoffmann, 1996; Meyer & Stets, 1998), qui ne seront donc pas discutées en détails ici.

Dans la partie Sud-Ouest du Massif schisteux rhénan, la vallée actuelle de la Moselle consiste en une succession de méandres encaissés. Huit «basses et moyennes» terrasses («terrasses de vallée», situées à moins de 100 m d'altitude relative, fig. 2) ont été reconnues, à des altitudes relatives constantes (e.g., Cordier *et al.*, 2004, 2005, 2006a, b). Ces terrasses notées de M8 la plus ancienne à M1 la plus récente sont essentiellement préservées sur les rives convexes des méandres (voir Cordier *et al.*, ce volume) et dominent la plaine alluviale M0. Cet agencement est particulièrement net dans le secteur de Piesport (fig. 2), pour lequel une cartographie récente des terrasses alluviales existe (voir fig. 4, Cordier *et al.*, 2006b).

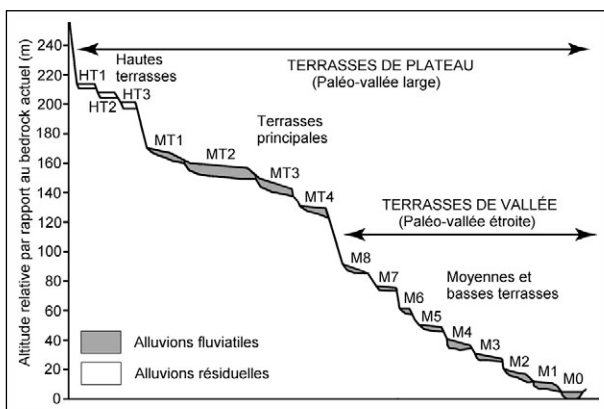


Fig. 2 : Profil transversal schématisé des terrasses de la Moselle dans le secteur de Piesport (d'après fig. 2c de Cordier *et al.*, 2006b, légèrement modifié). Pour plus de détails voir Cordier (2004).

*Fig. 2: Schematic transverse profile of the Moselle terraces in the Piesport area (slightly modified from fig. 2c of Cordier *et al.*, 2006b). See Cordier (2004) for further details.*

Les données chronologiques disponibles consistent en des datations absolues par luminescence optique d'alluvions sableuses issues des terrasses alluviales M3 (dans le secteur de Piesport) et M1 (en amont de Trèves, fig. 1). L'ensemble de ces données chronologiques permet d'envisager une mise en place des terrasses alluviales post-capture M1, M2 et M3 lors des stades isotopiques 2, 4-3 et 6-5 respectivement.

Un autre élément de datation est apporté par les études sédimentologiques (comptages pétrographiques et études des minéraux lourds, Cordier *et al.*, 2004): ces études montrent en effet un contraste entre les formations alluviales les plus récentes (à partir de la terrasse alluviale M3) et les formations anciennes (dépôts de période froide de la terrasse alluviale M4 et dépôts plus anciens): les dépôts les plus récents contiennent en effet une proportion significative d'éléments issus des Vosges cristallines (granites, hornblende et grenat). La mise en évidence de ce contraste dans l'ensemble de la vallée de la Moselle en aval de sa confluence avec la Meurthe (Cordier *et al.*, 2004) montre que ce contraste, loin d'être fortuit, doit être associé à la capture de la Haute-Moselle par la Paléo-Meurthe. La capture serait ainsi intervenue à la fin d'une phase de sédimentation correspondant à la mise en place de la terrasse alluviale M4, dans un contexte froid (Harmand *et al.*, 1995). La conséquence de cette réorganisation de drainage pour la Meuse est la raréfaction des sédiments d'origine cristalline dans les alluvions post-capture (fig. 1). La terrasse de Caberg 3 a ainsi été identifiée comme étant la dernière terrasse anté-capture au Sud-Est des Pays-Bas (Van Den Berg & Van Hoof, 2001; Westaway, 2001). Dans plusieurs sites des dépôts présumés interglaciaires couvrent les alluvions périglaciaires (e.g., Cordier, 2004). Cependant, l'essentiel des alluvions étant mises en place en phase glaciaire, l'altitude du sommet des terrasses est rapportée chronologiquement à la fin de la période froide.

L'âge de la capture a été évalué à environ 270 ka par la datation U-Th d'un spéléothème préservé près de Toul (fig. 1) dans une cavité karstique où se sont déposées les alluvions de M4 (Cordier *et al.*, 2005). Par ailleurs, sur le site Maastricht-Belvédère la terrasse mosane de Caberg 3 est recouverte par des sédiments interglaciaires qui contiennent un niveau archéologique associé à des silex chauffés datés par OSL de 250 ± 20 ka (Huxtable & Aitken, 1985). Plusieurs auteurs (e.g., Westaway, 2001; Cordier *et al.*, 2004) ont déduit que cette date indique le stade isotopique 7, plaçant la capture dans le stade 8. Cependant, l'étude des acides aminés suggère que les dépôts interglaciaires de Maastricht-Belvédère indiquent le stade isotopique 9 (e.g., Meijer & Preece, 2000; Schreve & Bridgland, 2002), plaçant la capture dans le stade 10. Cette reconstitution reste néanmoins à confirmer, d'autant qu'elle ne s'accorde avec aucune des datations obtenues dans l'actuel bassin de la Moselle pour les formations M4 à M0.

Le lien mis en évidence grâce aux datations et aux études sédimentologiques entre formation des terrasses alluviales et cycles climatiques pléistocènes peut être étendu aux terrasses plus anciennes, de sorte que les

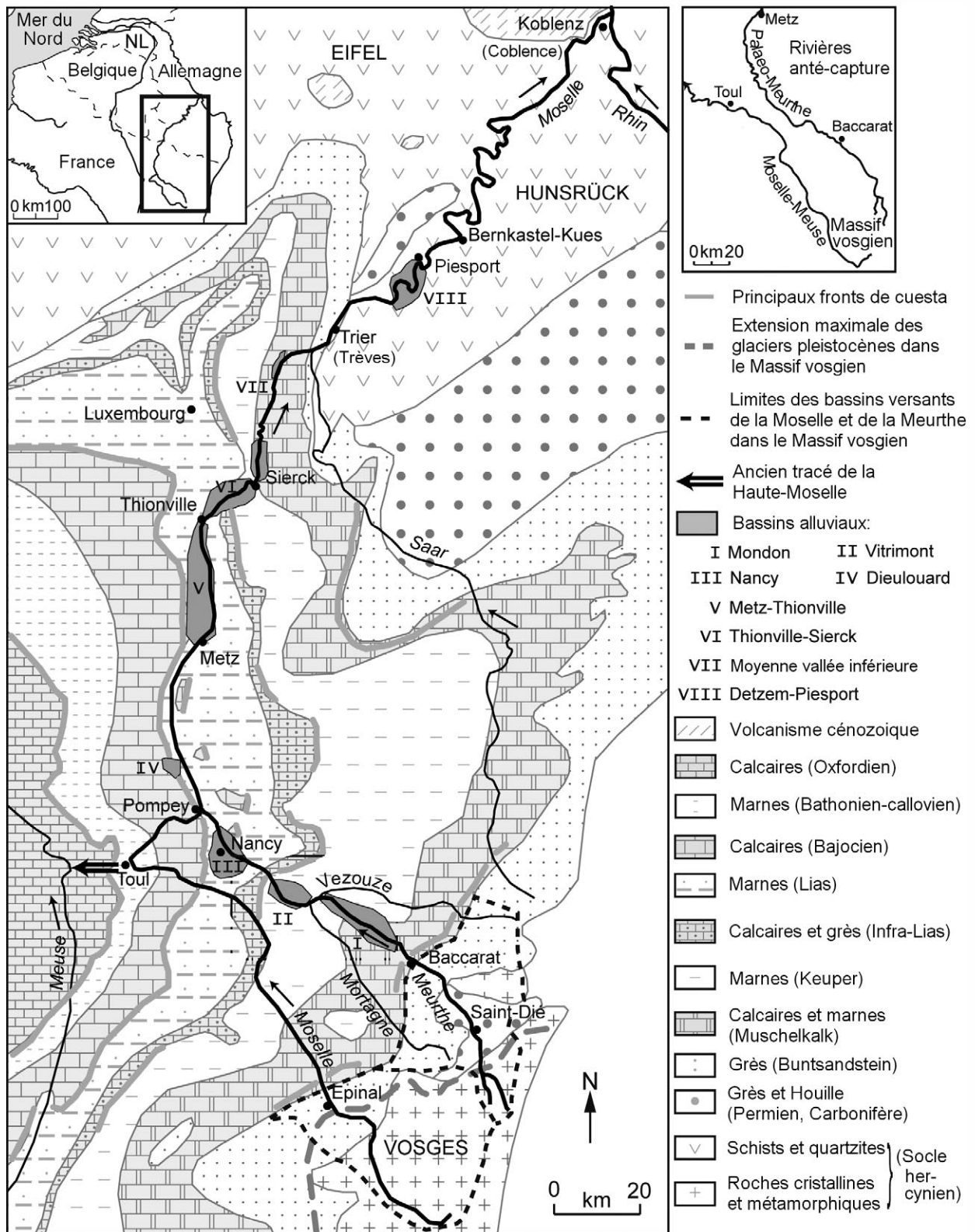


Fig. 1 : Carte générale du bassin de la Moselle, avec présentation du cadre géologique et localisation des secteurs faisant l'objet d'une modélisation (d'après Cordier *et al.*, 2006a, fig. 2).

Fig. 1: General map of the Moselle catchment, showing the geological setting and the locations of the areas where the uplift histories are modelled (after Cordier *et al.*, 2006a, fig. 2).

terrasses alluviales M5 à M8 sont rapportées aux stades isotopiques 10, 12, 14 et 16 respectivement (Cordier *et al.*, 2006b). Ce cadre chronologique est cohérent avec le système de terrasses reconnu dans la vallée du Rhin, que la Moselle rejoint à 160 km en aval de Piesport (voir

Cordier & Frechen, ce volume, et Bridgland *et al.*, ce volume).

À des altitudes plus élevées, dominant les méandres encaissés de la Moselle (fig. 2), ont été identifiées quatre «terrasses principales» surmontées par trois «hautes

terrasses» (Cordier *et al.*, 2006b, modifié d'après Cordier *et al.*, 2005). Alors que les alluvions des «hautes terrasses» consistent essentiellement en dépôts résiduels (Cordier *et al.*, 2006b), les «terrasses principales», qui correspondent topographiquement à des surfaces faiblement inclinées, sont associées à des formations alluviales épaisses. Des études complémentaires doivent être réalisées afin de préciser la stratigraphie de ces terrasses alluviales et les relations entre les différentes nappes (voir Cordier *et al.*, ce volume).

Durant la mise en place de ces terrasses principales, le paysage présentait des contrastes topographiques moins accusés qu'aujourd'hui. La Moselle (ou plus exactement la Paléo-Meurthe) occupait une large «vallée de plateau», dont la largeur pouvait atteindre plusieurs kilomètres. C'est dans ce paysage que la rivière s'est ensuite encaissée pour former la vallée actuelle. Des études antérieures (Meyer & Stets, 1998; voir discussion in Westaway, 2001) ont suggéré que les variations dans l'altitude relative des terrasses principales le long de la vallée résultaient du déplacement de blocs tectoniques associés à des failles actives. Cette interprétation reste néanmoins discutée: d'après Cordier *et al.* (2006b) et cet article, les corrélations longitudinales doivent être revues, les alluvions étant rattachées à plusieurs terrasses principales plutôt qu'à une seule terrasse d'altitude variable. À cause de sa position à côté de la vallée actuelle étroite de la Moselle, et par comparaison avec le Rhin, Westaway (2001) suggérerait que la terrasse principale inférieure ait été mise en place au cours du stade isotopique 22, cette corrélation étant retenue pour la présente modélisation (voir infra).

La vallée de la Meurthe dans l'Est du Bassin parisien a fait l'objet d'études similaires (e.g., Cordier *et al.*, 2004, 2005, 2006a), rendues indispensables par le fait que la

Meurthe a été, avant la capture de la Haute-Moselle à la fin du Pléistocène moyen, le principal artisan de la formation de la vallée empruntée actuellement par la Moselle en aval de la confluence des deux rivières (y compris dans la région de Piesport).

Le système de terrasses reconnu dans la vallée de la Meurthe dans le secteur de Nancy, à quelques dizaines de kilomètres en amont de la confluence avec la Moselle (fig. 1), est comparable au précédent pour ce qui concerne les «basses et moyennes terrasses» puisque l'on retrouve les huit terrasses alluviales (de Me8 à Me1) à des altitudes identiques à celles observées en aval (Cordier *et al.*, 2004, 2005, fig. 3). Une corrélation peut donc être envisagée avec les terrasses reconnues en aval, d'autant que les âges obtenus pour Me3 sont cohérents avec ceux reconnus pour M3. Les terrasses alluviales de la Meurthe Me1, Me2 et Me3 sont rapportées aux stades isotopiques 2, 4 et 6 sur la base de datations ^{14}C et OSL, tandis que la terrasse Me4 est rapportée au stade isotopique 8 sur la base de corrélations avec les terrasses mosellanes (voir Cordier *et al.*, 2005, 2006b). Le cadre chronostratigraphique obtenu pour la Meurthe est au final cohérent avec celui de la Moselle, les terrasses alluviales situées à une altitude relative similaire étant contemporaines.

À des altitudes plus élevées on ne retrouve en revanche que des alluvions éparses pouvant être associées à deux terrasses alluviales (Me9 et Me10). Aucun calage stratigraphique fiable ne peut toutefois être envisagé pour ces terrasses alluviales résiduelles. À titre d'hypothèse de travail, un rapprochement peut toutefois être fait avec les terrasses principales inférieure et supérieure reconnues dans le secteur de Piesport (fig. 2). La terrasse alluviale Me9 (fig. 3) aurait ainsi été mise en place au cours du stade isotopique 22.

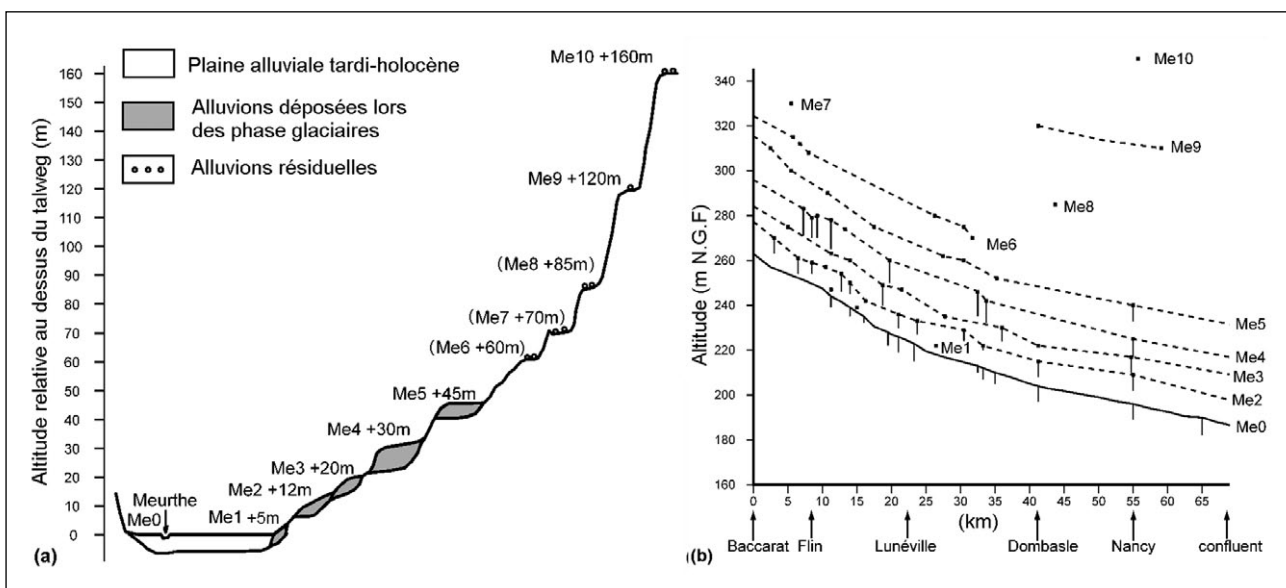


Fig. 3 : Profil transversal (a) et profil longitudinal (b) des terrasses de la Meurthe dans le secteur de Nancy (d'après fig. 2a et fig. 2b de Cordier *et al.*, 2004, modifié). Les hauteurs pour les terrasses indiquées entre parenthèses en (a) sont extrapolées à partir de l'amont (cf (b)). Les altitudes relatives pour ces terrasses à Nancy ne sont ainsi qu'approximatives. Pour plus de détails voir Cordier (2004).

Fig. 3: Transverse (a) and longitudinal (b) profiles through the terraces of the River Meurthe in the vicinity of Nancy (modified from fig. 2a and fig. 2b of Cordier *et al.*, 2004). The heights of the terraces indicated in brackets in (a) are projected into the Nancy area from upstream (see (b)). The relative altitudes of these terraces at Nancy are thus subject to uncertainty (see Cordier, 2004, for further details).

3 - MODÉLISATION DU SOULÈVEMENT

L'histoire et les rythmes de déplacement verticaux de la croûte sont modélisés pour les deux secteurs présentés ci-dessus : Nancy pour le Bassin parisien et Piesport (environ 180 km en aval) dans le Massif schisteux rhénan (fig. 1). Le choix de ces secteurs résulte à la fois de l'existence d'études récentes sur les terrasses alluviales (Cordier *et al.*, 2004, 2005, 2006a, b; fig. 2 & 3), et du fait que des sondages par réflexion sismique profonds ont été réalisés à proximité (cf infra), permettant de bien connaître la structure de la croûte et la profondeur du Moho. Les données aux flux de chaleur sont également disponibles pour les deux secteurs (Cermak *et al.*, 1992).

L'utilisation des terrasses fluviales pour évaluer le soulèvement implique que la même pente longitudinale d'équilibre se répète au cours des différentes phases de sédimentation (c'est-à-dire pour la Meurthe et la Moselle essentiellement au cours des stades froids successifs), ce gradient étant conditionné par le climat et l'hydrologie (Westaway *et al.*, 2002). Sans soulèvement, les alluvions seraient de fait déposées au même niveau au cours des phases froides successives : la différence d'altitude entre deux terrasses alluviales successives est ainsi un indicateur du soulèvement intervenu durant le laps de temps séparant la mise en place de ces terrasses.

3.1 PRÉSENTATION SOMMAIRE DE LA TECHNIQUE

La modélisation réalisée par Westaway (2001; Westaway *et al.*, 2002) intègre un couplage entre les processus de surface, le flux induit dans la partie mobile inférieure de la croûte continentale, et les perturbations à l'état d'équilibre stable des conditions thermiques de la croûte (fig. 4). Il s'agit ainsi de calculer la réponse isostatique à des phases de forçage d'écoulement dans la croûte mobile inférieure ("lower-crustal flow forcing" LCFF) générés par les processus cycliques affectant la surface de la Terre, induits par la croissance ou la fonte des calottes glaciaires, ou par les variations eustatiques. Le délai de la réponse du soulèvement à un LCFF dépend du paramètre $W_i = z_i - z_b$, où z_i est la profondeur à laquelle l'écoulement dans la croûte inférieure est concentré et z_b la profondeur de la base de la croûte supérieure cassante (e.g., Westaway, 2001), qui est définie par une température seuil de $T_b = 350^\circ\text{C}$ (e.g., Sibson, 1983). Pour le paramétrage utilisé pour la croûte inférieure mobile, avec une rhéologie visqueuse linéaire et dépendante de la température et un gradient géothermal considéré comme uniforme à l'état d'équilibre stable, z_i correspond approximativement aux 9/10 de la distance entre z_b et la profondeur z_m de la base de la couche mobile, qui est en général le Moho (Westaway, 1998).

Une technique alternative (Westaway, 2002c) consiste à calculer le soulèvement isostatique à l'état d'équilibre instable dans une région affectée par une augmentation du rythme de l'érosion (ou le retour à une phase d'érosion après une phase de sédimentation), étant admis que l'espace étudié se trouve à proximité d'un secteur où les matériaux érodés seront redéposés (« déposécentré »). Le gradient géothermique est ainsi perturbé d'une manière

prévisible dans les deux régions, de sorte que la base de la couche cassante se déplace (en rapport avec le niveau de la surface terrestre) vers le haut dans le secteur en érosion, et vers le bas dans le « déposécentré ». Le changement de profondeur ainsi induit crée un gradient de pression latéral, qui va conduire de la matière de la couche mobile inférieure située initialement sous le « déposécentré » vers la région source. Cette technique est plus difficile à mettre en oeuvre que l'alternative, parce qu'elle nécessite un paramétrage plus complexe et ne peut représenter qu'une phase de LCFF.

À l'instar d'études similaires (par exemple, Westaway *et al.* 2004, 2006b), la première technique n'est donc ici utilisée qu'en première approximation. Ce choix est d'ailleurs conforté par le fait que le soulèvement de l'espace étudié (comme d'autres régions de l'Europe nord-ouest, par exemple, Westaway *et al.*, 2002) est au moins en partie causé par l'érosion, et donc pas seulement par les changements cycliques affectant la surface (la région n'ayant pas été occupée par les glaciers et se trouvant à une distance assez éloignée des océans durant le Quaternaire). Il importe en outre de souligner que des tests ont montré que les modèles issus des deux méthodes sont relativement similaires (Westaway, 2002b). Cette technique permet un paramétrage plus simple et peut aussi représenter de nombreuses phases de LCFF, chacune caractérisée par un temps de commencement t_0 et une magnitude de forçage ΔT_e .

Bien que la magnitude du forçage ΔT_e soit un paramètre libre (estimé par ajustement aux données), W_i peut être estimé de manière indépendante à partir des flux de chaleur en surface et de l'épaisseur de la croûte, ainsi que cela a été noté dans d'autres études (e.g., Westaway *et al.*, 2006a; Westaway, 2008). Le bassin de la Moselle s'étend sur plusieurs provinces crustales, formées au cours de l'orogène hercynien. Au Sud se trouve la province arverno-vosgienne, qui se prolonge vers l'Est en Allemagne (Moldanubie). Au Nord des Vosges, se trouve la province saxo-thuringienne. Celle-ci se retrouve en profondeur sous le Bassin parisien (donc sous le bassin de Nancy). Cette province est délimitée vers le Nord par le Massif schisteux rhénan (province rhéno-hercynienne).

La région de Nancy est réputée pour la présence de flux de chaleur importants en surface (présence de sources chaudes). Un sondage effectué à l'Ouest de Nancy (Villey-le-Sec 1) indique une valeur exceptionnellement élevée de près de 175 mW m^{-2} (Gable, 1979). Ces flux de chaleur élevés (plus de 100 mW m^{-2}) concernent un secteur d'environ 50 km de large (E-W); il semble donc a priori difficile de les expliquer par les propriétés de la croûte, sauf à faire intervenir des circulations hydrothermales à faible profondeur. Cependant, cette région est aussi caractérisée par une anomalie négative de gravité Bouguer, qui peut indiquer la présence de granit paléozoïque dans la croûte supérieure (Edel & Fluck, 1989). La production radioactive de chaleur élevée dans ce granit peut ainsi expliquer une composante de flux de chaleur élevé à la surface de la Terre. En comparaison, dans le Massif schisteux, les flux de

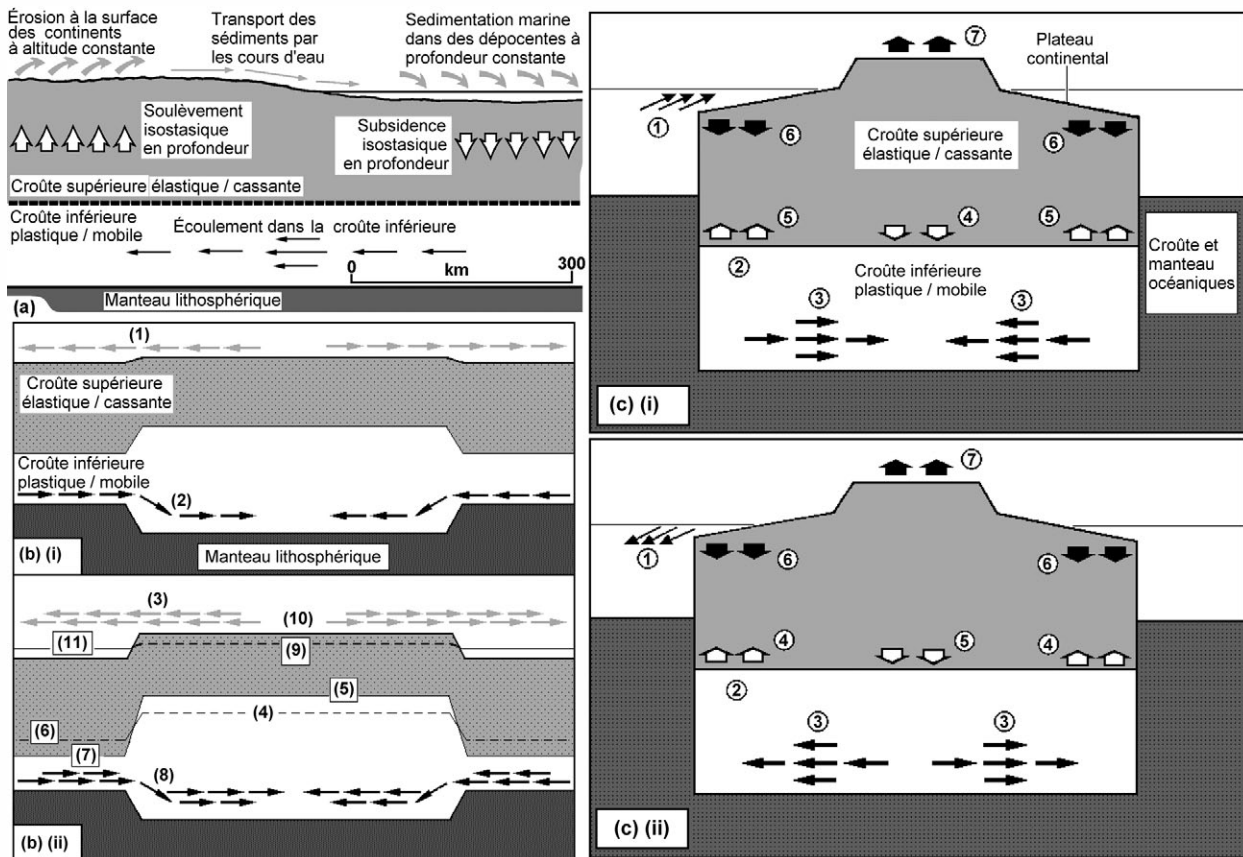


Fig. 4 : Diagrammes schématiques résumant les principes physiques utilisées pour la modélisation dans la présente étude.

(a) Schéma indiquant le déplacement cyclique, sous les conditions de stabilité, de la croûte continentale dans les régions d'érosion et de sédimentation. Le transport horizontal de matériel à la surface (dans ce cas, par des rivières), génère un flux en sens inverse dans la croûte inférieure. Redessiné d'après Westaway (1994), l'échelle horizontale étant correcte pour la région d'étude de Westaway (2004) : le bassin Pearl River Mouth au sud de la Chine. Sous des conditions de stabilité, il n'y aura pas de changement systématique de l'altitude moyenne de la surface d'érosion. Comme illustré en (b), cela n'est pas le cas pour des conditions de non-stabilité.

(b) Schémas montrant le soulèvement causé par une augmentation du taux d'érosion d'une surface. En (i), cas d'une situation de stabilité pour laquelle une région d'altitude est érodée à un taux uniforme, et pour laquelle le matériel érodé est transporté (1) dans une zone de sédimentation adjacente. La profondeur plus grande de la base du niveau cassant sous la zone de sédimentation crée un gradient de pression qui déplace la croûte inférieure depuis les zones situées sous les dépocentres vers les zones situées sous les secteurs d'origine des sédiments (2) au même taux que le transport de sédiment dans le sens opposé. Il en résulte que la surface d'érosion et la surface de sédimentation de la zone de dépôt sont maintenues à des niveaux constants. En (ii), le taux d'érosion de la région surélevée a augmenté (à cause d'un changement climatique), impliquant un transport plus élevé de sédiments vers la zone de dépôt. Cela implique que l'état de stabilité initiale ne persiste pas et que la base du niveau cassant commence progressivement à se déplacer vers le haut par rapport à la surface d'érosion, de (4) à (5). Le taux de sédimentation croissant dans la zone de dépôt entraîne un mouvement consécutif progressif vers le bas de la base du niveau cassant sous la zone de sédimentation, par rapport à la surface locale du sédiment, de (6) à (7). Il en résulte que le gradient de pression horizontal à partir de la zone située sous la zone de dépôt augmente progressivement, impliquant un taux plus grand du flux du matériel mobile près de la base de la croûte (8). Prenant en compte des changements des conditions crustales et de la nécessité de conserver globalement le volume crustal, la résultante va être d'induire un soulèvement progressif de la surface d'ablation, de (9) à (10), et la subsidence progressive de la surface sédimentaire dans la zone de dépôt, qui va être accompagnée par une augmentation de la bathymétrie (11). Les secteurs en surface qui ne sont pas érodés se soulèveront à un rythme plus rapide que celui des zones soumises à érosion. Une démonstration algébrique et numérique complète de ce modèle est présentée par Westaway (2002c).

(c) Schémas illustrant le mécanisme de soulèvement induit par chargement cyclique de la surface. (i) Durant les périodes interglaciaires de hauts niveaux marins, le déplacement du niveau marin (1) entraîne une augmentation de la pression à la base du niveau cassant sous le plateau continental immergé (2). Ceci génère un gradient de pression vers le continent qui conduit du matériel relativement froid du niveau mobile près de la base de la croûte depuis le plateau vers le continent (3). Cette arrivée de croûte inférieure relativement froide perturbe le gradient géothermique sous le continent, d'où un abaissement de la base du niveau cassant (4). L'effet de l'écoulement antérieur de la croûte inférieure chaude vers le plateau continental immergé cause une perturbation correspondante du gradient géothermique offshore qui entraîne une remontée de la base du niveau cassant (5). En prenant en compte le nécessaire équilibre du volume total de croûte dans un système fermé, la réponse isostatique globale à ces processus oblige le fond marin du plateau à un mouvement d'ajustement vers le bas. Ce mouvement conduit à une importante diminution d'épaisseur de la croûte immergée, et un approfondissement de la mer au dessus du plateau continental (6), et à une augmentation de l'épaisseur de la croûte sous le continent, entraînant une surrection de la surface continentale (7). (ii) Durant les périodes glaciaires de bas niveaux marins, la baisse du niveau marin (1) provoque une diminution de la pression à la base du niveau cassant sous le plateau continental immergé (2). Ceci entraîne un gradient de pression vers la mer qui conduit du matériel relativement chaud du niveau mobile près de la base de la croûte depuis le continent vers le plateau continental (3). Cette arrivée de croûte inférieure relativement chaude perturbe le gradient géothermique sous le plateau et entraîne une remontée de la base du niveau cassant (4). L'effet de l'écoulement antérieur de la croûte inférieure froide vers le continent provoque une perturbation correspondante du gradient géothermique continental qui entraîne un abaissement de la base du niveau cassant (5). En prenant en compte le besoin d'équilibre du volume total de croûte dans un système fermé, la réponse isostatique globale à ces processus oblige le fond marin du plateau à un mouvement d'ajustement vers le bas qui conduit d'une part à une importante diminution d'épaisseur de la croûte immergée et à un approfondissement de la mer au dessus du plateau continental (6), d'autre part à une augmentation de l'épaisseur de la croûte sous le continent, entraînant une surrection de la surface continentale (7). Si, en réalité, du matériel est acquis ou perdu à partir d'un transect donné, en raison de composantes d'écoulement perpendiculaires à la coupe, la réponse de surrection correspondante aurait la même forme, mais une amplitude différente, de celle calculée pour le cas idéal supposant la conservation du volume. Une solution algébrique et numérique complète de ce problème est présentée par Westaway *et al.* (2002).

Fig. 4: Schematic diagrams summarising the physical principles underlying the modelling in this study.

(a) Cartoon indicating the cyclic transport, under steady-state conditions, of continental crust linking regions of denudation and sedimentation. Horizontal transport of material at the Earth's surface (in this case, by rivers) balances flow in the lower crust in the opposite direction. Redrawn from West-

away (1994, fig. 4), the horizontal scale being correct for Westaway's (1994) study region: the Pearl River Mouth Basin offshore of southern China. Under steady-state conditions, there will thus be no systematic change in the mean altitude of the eroding land surface. As is illustrated in (b), this is not the case under non-steady-state conditions.

(b) Cartoons illustrating uplift induced by an increase in the rate of erosion of a land surface. In (i), a steady state situation exists in which an upland region is eroding at a uniform rate, and the eroded material is transported (1) into an adjacent depocentre. The greater depth of the base of the brittle layer beneath the depocentre than beneath the eroding sediment source establishes a pressure gradient, which drives lower crust from beneath the depocentre to beneath the sediment source (2) at the same rate as the sediment transport in the opposite direction. As a result, the eroding land surface and sediment surface in the depocentre are maintained at constant levels. In (ii), the erosion rate of the upland region has increased due to a change in climate, causing a higher rate of sediment transport (3) to the depocentre. As a result, the pre-existing steady state no longer exists, and the base of the brittle layer begins to progressively advect upward relative to the eroding land surface, from (4) to (5). The increased rate of sedimentation in the depocentre causes a corresponding progressive downward advection of the base of the brittle layer beneath the depocentre, relative to the local sediment surface, from (6) to (7). As a result, the horizontal pressure gradient from beneath the depocentre to beneath the sediment source progressively increases, driving lower-crustal flow in this sense at progressively greater rates (8). Taking account of the changes in crustal conditions, and the requirement to conserve crustal volume overall, the resulting overall response will involve progressive uplift of the eroding land surface, from (9) to (10), and progressive subsidence of the sediment surface in the depocentre, which will be accompanied by an increase in bathymetry (11). Points in the land surface that are not eroding will of course uplift faster than the rate of increase in altitude of the eroding parts of the land surface. A full algebraic and numerical solution of this problem is presented by Westaway (2002c).

(c) Cartoons illustrating the mechanism for uplift induced by cyclic surface loading. (i) During interglacial marine highstands, the rise in sea level (1) causes an increase in the pressure at the base of the brittle layer beneath the offshore shelf (2). This causes a landward pressure gradient, which drives relatively cool lower crust from beneath the shelf to beneath the land (3). This inflow of relatively cool lower crust perturbs the geothermal gradient beneath the land, causing the base of the brittle layer to advect downward (4). The effect of earlier flow of warm lower crust to beneath the offshore shelf causes a corresponding perturbation to the offshore geothermal gradient, which causes the base of the brittle layer to advect upward (5). Taking account of the need to balance overall crustal volume within a closed system, the overall isostatic response to these processes requires the sea floor of the shelf to adjust downward, causing net thinning of the offshore crust and deepening of the shelf sea (6), and thickening of the crust beneath the land, causing the land surface to uplift (7). (ii) During glacial marine lowstands, the fall in sea level (1) causes a decrease in the pressure at the base of the brittle layer beneath the offshore shelf (2). This causes a seaward pressure gradient, which drives relatively warm lower crust from beneath the land to beneath the shelf (3). This inflow of relatively warm lower crust perturbs the geothermal gradient beneath the shelf, causing the base of the brittle layer to advect upward (4). The effect of earlier flow of cool lower crust to beneath the land causes a corresponding perturbation to the onshore geothermal gradient, which causes the base of the brittle layer to advect downward (5). Taking account of the need to balance overall crustal volume within a closed system, the overall isostatic response to these processes requires the sea floor of the shelf to adjust downward, causing net thinning of the offshore crust and deepening of the shelf sea (6), and thickening of the crust beneath the land, causing the land surface to uplift (7). If, in reality, material is gained or lost from a given section line, due to components of flow perpendicular to the section, the resulting uplift response will have the same form, but a different amplitude, to that calculated for the ideal case assuming conservation of volume. A full algebraic and numerical solution of this problem is presented by Westaway et al. (2002). This Figure is adapted from fig. 1 of Westaway et al. (2003).

chaleur n'excèdent en revanche pas $\sim 80 \text{ mW m}^{-2}$ (Cermak *et al.*, 1992).

La modélisation pour le Rhin moyen (Westaway, 2001) situé immédiatement au Nord a établi la nécessité de prendre en compte la présence d'une couche de matériel issue du manteau à la base de la croûte, qui réduit ainsi l'épaisseur de la couche mobile. Cette couche intrusive, dont la mise en place peut être rapportée à l'orogène hercynien (Westaway, 2001), reste relativement rigide. Ainsi que Warner (1990) et d'autres auteurs l'ont mis en avant, la forte réflexion des ondes sismiques souvent observée au niveau de la base de la croûte continentale lors des sondages traduit vraisemblablement une impédance acoustique liée à un sous-placage magmatique (par exemple provoqué par l'intrusion de filons-couches). Leur extension traduit ainsi la profondeur de la couche mafique basale dans la croûte. En limitant l'épaisseur de la couche mobile, la présence de cette couche mafique à la base de la croûte peut en effet influencer considérablement la modélisation du soulèvement.

La région de Nancy se trouve aux confins occidentaux de la ligne de réflexion sismique DEKORP/ECORS 9S (Brun *et al.*, 1991, 1992). Les sondages indiquent que la couche mafique se retrouve localement à des profondeurs comprises entre 22 et 31 km. Plus au Nord, la ligne DEKORP 1C (DEKORP Research Group, 1990, 1991) traverse la vallée de la Moselle à environ 20 km au Nord de Piesport. Des réflexions importantes sont localement observées sur ce profil entre environ 7,3 et 9,6 s. Avec une vitesse sismique de 6 km s^{-1} au-dessus de cette couche mafique, la profondeur de la base de la croûte mobile inférieure peut être estimée à environ 22 km, comme à Nancy. Son épaisseur peut quant à elle

être évaluée à environ 8 km (pour une vitesse de 7 km s^{-1} dans cette couche), ce qui situerait localement le Moho à une profondeur de 30 km environ.

Toutes les modélisations sont effectuées avec une conductivité thermique de $1.2 \text{ mm}^2 \text{ s}^{-1}$ et un gradient géothermique de 20°C km^{-1} dans la croûte inférieure. La première phase de LCFF (avec $t_{01}=6 \text{ Ma}$) est intégrée à la modélisation afin d'obtenir un soulèvement lent (plutôt qu'une stabilité) pendant le mi-Pliocène. Ainsi que cela a été observé (Bridgland & Westaway, 2007a, b; Bridgland *et al.*, ce volume), les autres phases de LCFF débutent respectivement vers 3.1 Ma (t_{02}), 2 Ma (t_{03}) et 0.9 Ma BP (t_{04}), soit au moment des changements climatiques majeurs.

3.2 - PIESPORT

La figure 5 présente les résultats de la modélisation pour le secteur de Piesport. Les hautes terrasses et les terrasses principales ont été respectivement rapportées à la première partie du Pliocène moyen (soit avant la fin de l'optimum climatique mi-Pliocène) et au Pléistocène inférieur. L'étagement morphologique des trois systèmes de terrasses (hautes, principales, et moyennes et basses) est donc attribué à des épisodes de LCFF débutant respectivement vers 3.1 Ma, 2.0 Ma et 0.9 Ma, comme dans d'autres régions. Ces résultats sont ainsi comparables avec ceux obtenus par Westaway (2001) pour la vallée du Rhin moyen à Andernach (soit à quelques kilomètres en aval de la confluence Rhin-Moselle, fig. 1).

La modélisation 1 dans la figure 5 a été réalisée avec une valeur de W_i de 7 km, cohérente avec une couche mobile épaisse d'environ 7,7 km. Grâce à la théorie sur le flux de chaleur dans le cas de production radioactive de

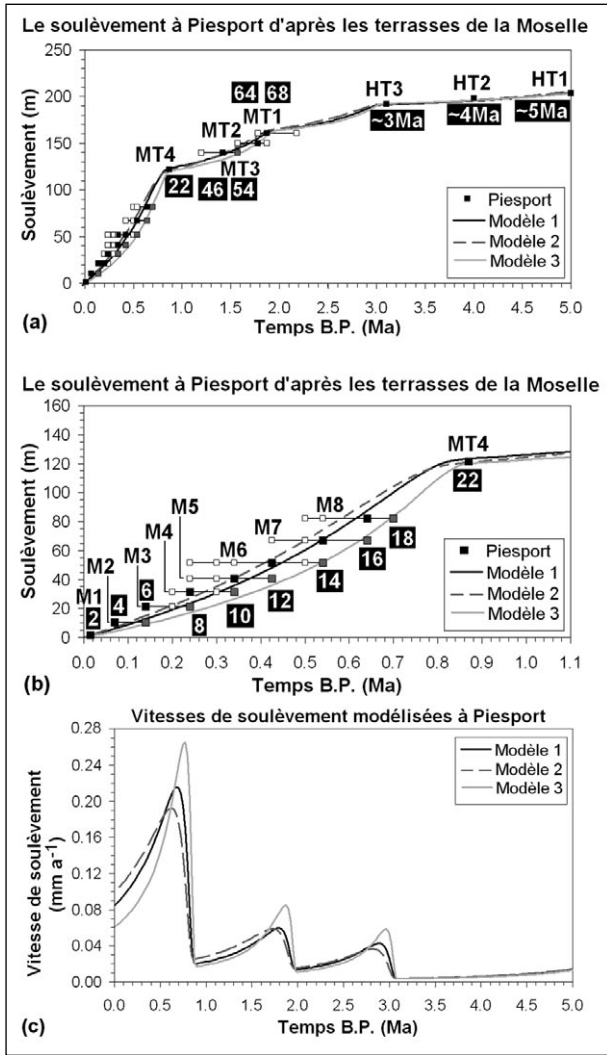


Fig. 5: Modélisation du soulèvement dans le secteur de Piesport.

La mesure de l'incision est effectuée par rapport à une cote de 10 m au-dessus de la Moselle actuelle. Les nombres blancs sur fond noir correspondent à l'âge estimé des terrasses (âges numériques ou stades isotopiques) ; les lettres noires renvoient aux terrasses. Les modélisations utilisent la technique de Westaway *et al.* (2002) avec les paramètres suivants : pour la solution 1 (lignes noir continues) : $W_i=7$ km, $u=20$ °C km⁻¹, $\kappa=1.2$ mm² s⁻¹, $t_{o1}=6$ Ma, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $t_{o2}=3.1$ Ma, $\Delta T_{e2}=-1.1$ °C, $t_{o3}=2.0$ Ma, $\Delta T_{e3}=-1.35$ °C, $t_{o4}=0.9$ Ma, et $\Delta T_{e4}=-5.5$ °C ; pour la solution 2 (lignes gris foncé pointillées) : $W_i=8$ km, $u=20$ °C km⁻¹, $\kappa=1.2$ mm² s⁻¹, $t_{o1}=6$ Ma, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $t_{o2}=3.1$ Ma, $\Delta T_{e2}=-1.2$ °C, $t_{o3}=2.0$ Ma, $\Delta T_{e3}=-1.7$ °C, $t_{o4}=0.9$ Ma, et $\Delta T_{e4}=-6.2$ °C ; et pour la solution 3 (lignes gris clair continues) : $W_i=5.5$ km, $u=20$ °C km⁻¹, $\kappa=1.2$ mm² s⁻¹, $t_{o1}=6$ Ma, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $t_{o2}=3.1$ Ma, $\Delta T_{e2}=-0.95$ °C, $t_{o3}=2.0$ Ma, $\Delta T_{e3}=-1.3$ °C, $t_{o4}=0.9$ Ma, et $\Delta T_{e4}=-4.3$ °C. Le soulèvement ainsi calculé pour la solution 1 est de 123 m depuis 875 ka (stade isotopique 22), 125 m depuis 950 ka, 164 m depuis 2 Ma, et 191 m depuis 3.1 Ma. La vitesse de soulèvement maximum est de 0.0425 mm a⁻¹ vers 2875 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 3.1 Ma), 0.0596 mm a⁻¹ vers 1800 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 2.0 Ma) et 0.2156 mm a⁻¹ vers 675 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 0.9 Ma). Le soulèvement ainsi calculé pour la solution 2 est de 121 m depuis 875 ka (stade isotopique 22), 123 m depuis 950 ka, 166 m depuis 2 Ma, et 192 m depuis 3.1 Ma. La vitesse de soulèvement maximum est de 0.0363 mm a⁻¹ vers 2825 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 3.1 Ma), 0.0590 mm a⁻¹ vers 1725 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 2.0 Ma) et 0.1923 mm a⁻¹ vers 625 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 0.9 Ma). Le soulèvement ainsi calculé pour la solution 3 est de 120 m depuis 875 ka (stade isotopique 22), 122 m depuis 950 ka, 164 m depuis 2 Ma, et 193 m depuis 3.1 Ma. La vitesse de soulèvement maximum est de 0.0577 mm a⁻¹ vers 2975 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 3.1 Ma), 0.0846 mm a⁻¹ vers 1875 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 2.0 Ma) et 0.2657 mm a⁻¹ vers 775 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 0.9 Ma). (a) Le soulèvement depuis 5 Ma. (b) Détail de la partie (a) : le soulèvement depuis 1.1 Ma. (c) Variations des vitesses de soulèvement depuis 5 Ma.

Fig. 5: Modelling of the uplift history at Piesport.

Incision is measured to a height 10 m above the present level of the Moselle, and is assumed to represent a direct proxy for uplift. White numbers on a black background are inferred ages of terrace deposits (expressed as either numerical ages or MIS stage numbers); black letters identify terraces, as noted in the text. Model predictions use the technique of Westaway *et al.* (2002), based on the following parameter values : solution 1 (continuous black lines), $W_i=7$ km, $u=20$ °C km⁻¹, $\kappa=1.2$ mm² s⁻¹, $t_{o1}=6$ Ma, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $t_{o2}=3.1$ Ma, $\Delta T_{e2}=-1.1$ °C, $t_{o3}=2.0$ Ma, $\Delta T_{e3}=-1.35$ °C, $t_{o4}=0.9$ Ma, and $\Delta T_{e4}=-5.5$ °C; solution 2 (dashed dark grey lines), $W_i=8$ km, $u=20$ °C km⁻¹, $\kappa=1.2$ mm² s⁻¹, $t_{o1}=6$ Ma, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $t_{o2}=3.1$ Ma, $\Delta T_{e2}=-1.2$ °C, $t_{o3}=2.0$ Ma, $\Delta T_{e3}=-1.7$ °C, $t_{o4}=0.9$ Ma, and $\Delta T_{e4}=-6.2$ °C; and solution 3 (continuous light grey lines), $W_i=5.5$ km, $u=20$ °C km⁻¹, $\kappa=1.2$ mm² s⁻¹, $t_{o1}=6$ Ma, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $t_{o2}=3.1$ Ma, $\Delta T_{e2}=-0.95$ °C, $t_{o3}=2.0$ Ma, $\Delta T_{e3}=-1.3$ °C, $t_{o4}=0.9$ Ma, et $\Delta T_{e4}=-4.3$ °C. Solution 1 predicts uplift by 123 m since 875 ka (MIS 22), 125 m since 950 ka, 164 m since 2.0 Ma, and 191 m since 3.1 Ma. The maximum predicted uplift rate was 0.0425 mm a⁻¹ around 2875 ka during the phase starting at 3.1 Ma, 0.0596 mm a⁻¹ around 1800 ka during the phase starting at 2.0 Ma and 0.2156 mm a⁻¹ around 675 ka during the phase starting at 0.9 Ma. Solution 2 predicts uplift by 121 m since 875 ka (MIS 22), 123 m since 950 ka, 166 m since 2.0 Ma, and 192 m since 3.1 Ma. The maximum predicted uplift rate was 0.0363 mm a⁻¹ around 2825 ka during the phase starting at 3.1 Ma, 0.0590 mm a⁻¹ around 1725 ka during the phase starting at 2.0 Ma and 0.1923 mm a⁻¹ around 625 ka during the phase starting at 0.9 Ma. Solution 3 predicts uplift by 120 m since 875 ka (MIS 22), 122 m since 950 ka, 164 m since 2.0 Ma, and 193 m since 3.1 Ma. The maximum predicted uplift rate was 0.0577 mm a⁻¹ around 2975 ka during the phase starting at 3.1 Ma, 0.0846 mm a⁻¹ around 1875 ka during the phase starting at 2.0 Ma and 0.2657 mm a⁻¹ around 775 ka during the phase starting at 0.9 Ma. (a) Uplift history since 5 Ma. (b) Enlargement of the part of (a) since 1.1 Ma. (c) Variation of uplift rate since 5 Ma.

chaleur dans la croûte supérieure (voir par exemple Seyrek *et al.*, 2008), on peut comparer cette solution avec les données indépendantes disponibles. Le flux de chaleur en surface (80 mW m⁻²) peut être divisé en une composante basale de 50 mW m⁻² et une composante de 30 mW m⁻² par production radioactive de chaleur dans la croûte supérieure. Cette dernière valeur pourrait refléter une production de chaleur d'environ 3 μ W m⁻³ dans les 10 km supérieurs de la croûte. Sur cette base, et pour une conductivité thermique de 2,5 W m⁻¹ K⁻¹, la température à 10 km peut être estimée à environ 260 °C, la base de la couche cassante étant localisée vers 14,5 km de profondeur. La contrainte que la base de la couche mobile inférieure est à 22 km implique ainsi que l'épaisseur de cette couche est évaluée à 7,5 km, ce qui est cohérent avec cette modélisation du soulèvement. La température à la base de la couche mobile serait ainsi de 500 °C, contre environ 660 °C au niveau du Moho.

En comparaison, la modélisation 2 dans la figure 5 a été réalisée avec une valeur de W_i de 8 km, cohérente avec une couche mobile épaisse d'environ 8,8 km. Cette valeur pourrait refléter une production de chaleur d'environ 2 μ W m⁻³ dans les 15 km supérieurs de la croûte. Sur cette base, la température à 15 km peut être estimée à environ 390 °C, la base de la couche cassante étant localisée vers 13,5 km de profondeur. La contrainte que la base de la couche mobile inférieure est à 22 km veut dire ainsi que l'épaisseur de cette couche est évaluée à 8,5 km, ce qui est cohérent avec cette deuxième modélisation. La température à la base de la couche mobile serait ainsi de 530 °C, contre environ 690 °C au niveau du Moho.

Le rapprochement avec le cadre chronostratigraphique proposé (Cordier *et al.*, 2006a, b) montre que le premier

modèle est mieux adapté pour l'évolution dans la première partie du Pléistocène moyen, l'évolution ultérieure étant mieux représentée avec le second modèle. Ces valeurs de W_i de 7 km et de 8 km permettent donc d'obtenir des estimations minimales et maximales pour l'épaisseur de la couche mobile inférieure dans cette région. Cependant, les hauteurs des plus basses terrasses à Piesport (justifiant le choix d'une valeur de 8 km pour W_i pour la seconde modélisation) peuvent être mises en relation avec l'étroitesse de la vallée; celle-ci génère en effet une élévation de la surface de la Moselle au moment de la sédimentation grossière, et peut ainsi augmenter l'altitude à laquelle chaque formation alluviale est mise en place. Par conséquent, la valeur de W_i de 7 km est préférée.

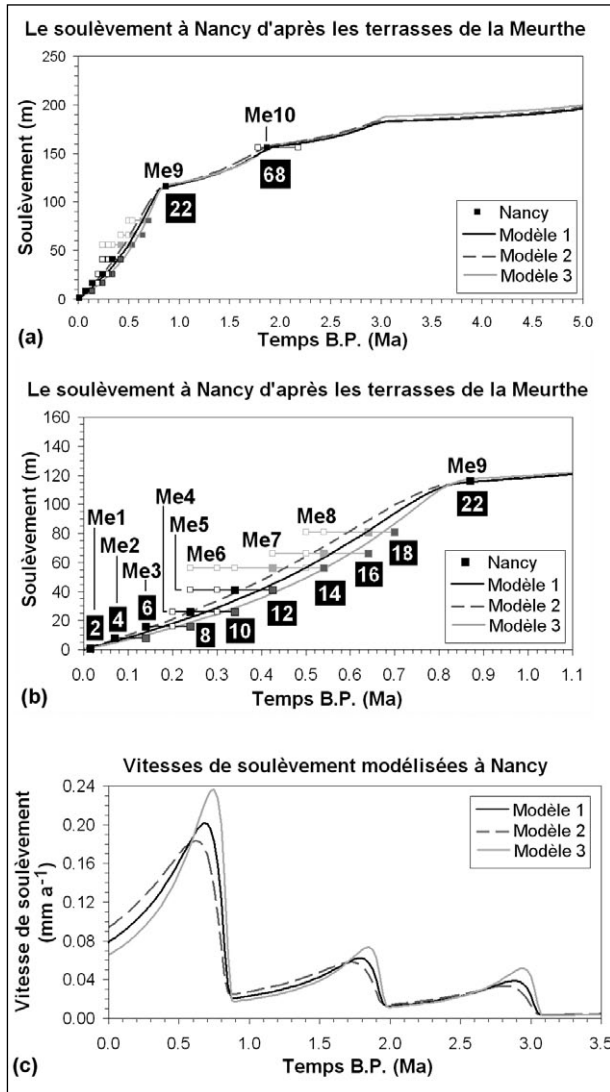


Fig. 6 : Modélisation du soulèvement dans le secteur de Nancy. La mesure de l'incision est effectuée par rapport à une cote de 4 m au-dessus de la Meurthe actuelle. Les terrasses indiquées en gris clair correspondent à des projections depuis l'amont dans le secteur de Nancy (cf fig. 3a)). Les nombres blancs sur fond noir correspondent à l'âge estimé des terrasses (âges numériques ou stades isotopiques). Les lettres noires renvoient aux terrasses. Les paramètres du modèle (cf. Westaway et al., 2002) sont identiques à la figure 4, sauf : pour la solution 1 (lignes noir continues) $W_i=7$ km, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $\Delta T_{e2}=-1.0$ °C, $\Delta T_{e3}=-1.45$ °C, et $\Delta T_{e4}=-5.1$ °C; pour la solution 2 (lignes gris foncé pointillées) : $W_i=8$ km, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $\Delta T_{e2}=-1.1$ °C, $\Delta T_{e3}=-1.7$ °C, et $\Delta T_{e4}=-5.9$ °C ; et pour la solution 3 (lignes gris clair continues) : $W_i=6$ km, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $\Delta T_{e2}=-1.0$ °C, $\Delta T_{e3}=-1.3$ °C, et $\Delta T_{e4}=-4.5$ °C. La solution 1 envisage un soulèvement de 116 m depuis 875 ka (stade

isotopique 22), 117 m depuis 950 ka, 158 m depuis 2 Ma, et 183 m depuis 3.1 Ma. La vitesse de soulèvement maximum est de 0.0389 mm a⁻¹ vers 2875 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 3.1 Ma), 0.0623 mm a⁻¹ vers 1800 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 2.0 Ma) et 0.2014 mm a⁻¹ vers 675 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 0.9 Ma). La solution 2 envisage un soulèvement de 115 m depuis 0.9 Ma (stade isotopique 22), 117 m depuis 950 ka, 159 m depuis 2.0 Ma, et 184 m depuis 3.1 Ma. La vitesse de soulèvement maximum est de 0.0336 mm a⁻¹ vers 2825 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 3.1 Ma), 0.0581 mm a⁻¹ vers 1725 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 2.0 Ma), et 0.1835 mm a⁻¹ vers 625 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 0.9 Ma). La solution 3 envisage un soulèvement de 118 m depuis 0.9 Ma (stade isotopique 22), 117 m depuis 950 ka, 160 m depuis 2.0 Ma, et 188 m depuis 3.1 Ma. La vitesse de soulèvement maximum est de 0.0515 mm a⁻¹ vers 2950 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 3.1 Ma), 0.0733 mm a⁻¹ vers 1850 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 2.0 Ma), et 0.2363 mm a⁻¹ vers 750 ka (pour la phase de soulèvement débutant à 0.9 Ma). (a) Le soulèvement depuis 5 Ma. (b) Détail de la partie (a) : le soulèvement depuis 1.1 Ma. (c) Variations des vitesses de soulèvement depuis 3.5 Ma.

Fig. 6: Modelling solutions for the uplift history at Nancy.

Incision is measured to a height 4 m above the present level of the Moselle, and is assumed to represent a direct proxy for uplift. Terraces shown using light grey ornament are projected into the Nancy area (see fig. 3a). White numbers on a black background are inferred ages of terrace deposits (expressed as either numerical ages or MIS stage numbers); black letters identify terraces, as noted in the text. Model predictions use the technique of Westaway et al. (2002), with the same parameter values as for Fig. 4, except : for solution 1 (continuous black lines), $W_i=7$ km, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $\Delta T_{e2}=-1.0$ °C, $\Delta T_{e3}=-1.45$ °C, and $\Delta T_{e4}=-5.1$ °C; for solution 2 (dashed dark grey lines), $W_i=8$ km, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $\Delta T_{e2}=-1.1$ °C, $\Delta T_{e3}=-1.7$ °C, and $\Delta T_{e4}=-5.9$ °C; and, for solution 3 (continuous light grey lines), $W_i=6$ km, $\Delta T_{e1}=-1.2$ °C, $\Delta T_{e2}=-1.0$ °C, $\Delta T_{e3}=-1.3$ °C, and $\Delta T_{e4}=-4.5$ °C. Solution 1 predicts uplift by 116 m since 875 ka (MIS 22), 117 m since 950 ka, 158 m since 2.0 Ma, and 183 m since 3.1 Ma. The maximum predicted uplift rate was 0.0389 mm a⁻¹ around 2875 ka during the phase starting at 3.1 Ma, 0.0623 mm a⁻¹ around 1800 ka during the phase starting at 2.0 Ma and 0.2014 mm a⁻¹ around 675 ka during the phase starting at 0.9 Ma. Solution 2 predicts uplift by 115 m since 0.9 Ma (MIS 22), 117 m since 950 ka, 159 m since 2.0 Ma, and 184 m since 3.1 Ma. The maximum predicted uplift rate was 0.0336 mm a⁻¹ around 2825 ka during the phase starting at 3.1 Ma, 0.0581 mm a⁻¹ around 1725 ka during the phase starting at 2.0 Ma and 0.1835 mm a⁻¹ around 625 ka during the phase starting at 0.9 Ma. Solution 3 predicts uplift by 118 m since 875 ka (MIS 22), 119 m since 950 ka, 160 m since 2.0 Ma, and 188 m since 3.1 Ma. The maximum predicted uplift rate was 0.0515 mm a⁻¹ around 2950 ka during the phase starting at 3.1 Ma, 0.0733 mm a⁻¹ around 1850 ka during the phase starting at 2.0 Ma and 0.2363 mm a⁻¹ around 750 ka during the phase starting at 0.9 Ma. (a) Uplift history since 5 Ma. (b) Enlargement of the part of (a) since 1.1 Ma. (c) Variation of uplift rate since 3.5 Ma.

3.3 - NANCY

La figure 6 présente les résultats pour le secteur de Nancy, avec également des valeurs de W_i de 7 km (modélisation 1) et de 8 km (modélisation 2). Le rapprochement avec le cadre chronostratigraphique (Cordier *et al.*, 2006a, b) montre que le second modèle est mieux adapté pour l'évolution des terrasses. Le valeur de W_i de 8 km ainsi retenue permet donc d'établir que l'épaisseur de la couche mobile est d'environ 8,8 km. Le décalage observé entre le modèle et les altitudes des terrasses Me8, Me7, Me6 (fig. 6) peut quant à lui s'expliquer par le fait que les altitudes relatives de ces terrasses (mal préservées dans le bassin alluvial de Nancy) ont été extrapolées depuis l'amont (cf. fig. 3), avec une possible marge d'erreur.

À titre de comparaison, le flux de chaleur régional de 100 mW m⁻² peut être divisé entre une composante basale de 50 mW m⁻² et une composante de 50 mW m⁻²

par production radioactive de chaleur dans la croûte supérieure. Si cette production de chaleur intervient dans les 10 km supérieurs de la croûte, la température à 10 km serait d'environ 300 °C, la base de la couche cassante se trouvant à environ 12,5 km de profondeur, pour une couche mobile inférieure épaisse de 9,5 km (la surface supérieure de la couche mafique basale étant à 22 km de profondeur, voir supra), un peu plus épaisse qu'attendue pour $W_i=8$ km.

4 - DISCUSSION

La modélisation indique que le soulèvement de la région étudiée a été causé par le forçage d'écoulement dans la croûte mobile inférieure. Comme déjà discuté, les processus de surface (pour cette région d'étude, la combinaison de l'érosion locale, la sédimentation dans autres régions – peut être, Pays-Bas, partie méridionale de la Mer du Nord –, des chargements cycliques de la croûte par des glaciers et des oscillations de la surface de la mer) affectent la pression lithostatique sous la région. Cette combinaison donc aboutit à la création d'un gradient de pression à la surface supérieure de la couche de croûte mobile, qui force ce matériel mobile sous la région d'étude. Cet afflux de matériel crustal augmente l'épaisseur de la croûte dans la région d'étude, d'où, conformément aux principes standards d'isostasie, le soulèvement observé. Comme aussi déjà discuté, le paramètre ΔT_e indique la magnitude du forçage pour chaque phase de soulèvement mais n'indique pas quel ou quels processus de surface sont les plus importantes dans cette région d'étude.

Les modélisations précédemment décrites sont par ailleurs en bon accord avec la chronologie proposée récemment par Cordier *et al.* (2004, 2006a, b), et notamment avec l'attribution de la capture de la Haute-Moselle au stade isotopique 8. La modélisation vient ainsi appuyer les conclusions de Cordier *et al.* (2006a, b) selon lesquelles les moyennes et basses terrasses de la Meurthe et de la Moselle soient parallèles en dépit des variations dans la structure et la température de la croûte le long de leurs vallées. Les calculs géothermiques effectués (cf supra) suggèrent que les différences observées pour les flux de chaleur en surface traduisent les différences dans la partie supérieure de la croûte, la croûte profonde étant moins affectée. La couche mobile doit ainsi avoir une épaisseur uniforme dans la région considérée, ce qui est en accord avec la profondeur constante du sommet de la couche sous-jacente de sous-placage mafique et avec l'altitude constante des terrasses.

Les figures 5 et 6 illustrent également des modélisations (modélisations 3) basées sur les résultats de Schreve & Bridgland (2002) rapportant les dépôts interglaciaires de Maastricht-Belvédère au stade isotopique 9. Suivant cette reconstitution, l'épaisseur de W_i est estimée à seulement ~5,5-6,0 km, ce qui implique une couche mobile plus mince que pour les autres modélisations. Cela voudrait dire qu'une proportion plus grande du flux de chaleur soit produite par la radioactivité dans la croûte

(cette proportion étant précédemment estimée à ~40% à Piesport et ~50% à Nancy pour $W_i=7$ km), ce qui est en accord avec la valeur moyenne de ~60% observée en Europe (e.g., Hurtig & Stromeyer, 1979). Cependant, comme cela a déjà été mentionné, les datations obtenues dans la région de Nancy ne sont pas en accord avec une telle interprétation. Au delà de cette différence, il convient néanmoins de souligner que les modes de soulèvement indiqués pour le Pliocène et le Quaternaire sont similaires pour chaque site avec les trois solutions (fig. 5 & 6).

Ainsi que cela a été observé pour le Rhin moyen (Westaway, 2001), l'aspect le plus marquant de l'évolution de la vallée de la Moselle est l'accélération du soulèvement au début du Pléistocène moyen, conséquence de la phase de LCFF débutant vers 0.9 Ma en réponse à des processus de surface plus intenses après la «révolution du Pléistocène moyen». Comme dans d'autres systèmes fluviaux d'Europe centrale et occidentale (Kukla, 1977, 1978; Westaway, 2002b; Bridgland & Westaway, 2007a, b), ce soulèvement accéléré a conduit la Meurthe (avant la capture de la Haute-Moselle) puis la Moselle (depuis la capture) à s'encaisser dans une vallée relativement étroite en contrebas de la paléo-vallée plus large façonnée avant le Pléistocène moyen. La présence de méandres (notamment entre Trèves et Cochem, fig. 1) donne cependant à la vallée un aspect moins étroit que celui observé dans la vallée du Rhin moyen, par exemple en amont de la confluence Rhin-Moselle (fig. 1), dans la région de Saint-Goar et du rocher de la Lorelei, décrite par Bibus et Semmel (1977). Comme cela a été récemment mis en évidence (Westaway, 2001), la modélisation indique que l'accélération brutale du soulèvement vers 0.9 Ma a été rendue possible par un amincissement de la couche mobile située dans la partie inférieure de la croûte, provoqué par la présence de la faible épaisseur de la couche mafique à la base de la croûte.

Le cadre chronologique est encore incertain pour les terrasses alluviales plus anciennes, même s'il est possible d'envisager que la plupart des terrasses ont été mises en place dans la première partie du Pléistocène. La présence de terrasses alluviales reflète cependant l'existence de fluctuations climatiques et indique que cette période était caractérisée par un soulèvement régional, bien que celui-ci soit moins prononcé que pour la période suivante, en réponse à la phase de LCFF qui a commencé à ~2.0 Ma. Le début de cette phase correspond au Tiglien C suivant la terminologie utilisée pour le Nord-Ouest de l'Europe (e.g., Pross & Klotz, 2002), au stade Akchagyl final (suivant la terminologie est-européenne; e.g., Matoshko *et al.*, 2004), ou encore au début du stade Nebraskien reconnu en Amérique du Nord (e.g., Roy *et al.*, 2004). Une accélération du rythme de soulèvement à partir de 2 Ma environ a été observé dans plusieurs régions, notamment en Europe de l'Est (Bridgland & Westaway, 2007a, b; Bridgland *et al.*, ce volume), dans l'Est du bassin méditerranéen (Demir *et al.*, 2007; Westaway *et al.*, 2008), et plus récemment au Royaume-Uni (Westaway, 2008). Dans l'ensemble de ces régions, comme dans le bassin de la Moselle, la minceur de la

couche mobile dans la croûte inférieure, liée à la présence de sous-placage mafique, contribue à la détermination de multiples phases de soulèvement.

Le modèle suggère par ailleurs qu'aucune des terrasses de la Meurthe ou de la Moselle n'a été façonnée entre 3 et 2 Ma, c'est-à-dire lors de la phase de LCFF ayant débuté vers 3,1 Ma en réponse à la détérioration climatique ayant succédé à l'optimum du Pliocène moyen. Cette phase a d'abord été reconnue dans la vallée de la Meuse au Sud-Est des Pays-Bas (Van Den Berg & Van Hoof, 2001; Westaway, 2001), avant d'être retrouvée en d'autres secteurs (voir à ce sujet Westaway, 2002b, 2004, 2008; Westaway *et al.*, 2002, 2006a, b; Bridgland & Westaway, 2007a, b). L'absence de terrasses alluviales durant cette période pourrait traduire une incapacité des rivières à transporter leur charge de fond (e.g., Rose *et al.*, 2002). Une autre hypothèse est que la prédominance des cycles climatiques de 41 ka a abouti à une succession de brèves phases d'accumulation et d'incision qui n'ont pas été conservées. Westaway (2001) a suggéré que certaines des terrasses du Rhin moyen pouvaient être rapportées à cette période. Cependant sa modélisation n'a pas établi de distinction entre les phases de LCFF ayant débuté vers 3,1 et 2 Ma, de sorte qu'il est possible que toutes les terrasses se rapportent à la phase la plus récente.

Les terrasses les plus anciennes reconnues dans le secteur de Piesport sont rapportées au Pliocène inférieur et moyen (fig. 2 & 5), à l'instar des terrasses les plus anciennes identifiées dans le Rhin (Westaway, 2001), dans l'Allier (Westaway, 2004), ou encore dans la Meuse néerlandaise (Van Den Berg & Van Hoof, 2001; Westaway, 2001) et en Europe de l'Est (cas du Dniester: Matoshko *et al.*, 2004; Bridgland & Westaway, 2007a,b; Bridgland *et al.*, ce volume).

Il apparaît ainsi que les phases de soulèvement reconnues dans le bassin de la Moselle ainsi que dans d'autres systèmes fluviaux, sont associées aux phases de changements climatiques. Une telle corrélation indique que le soulèvement est une réponse à des processus de surface, comme par exemple une accélération du rebond isostatique consécutif à une augmentation de l'érosion en réponse aux changements climatiques sur le long-terme. Les autres explications du soulèvement qui pourraient être appliquées au bassin de la Moselle, tel que la tectonique des plaques (Cloetingh *et al.*, 2005) ou la présence d'un panache mantellique (Goes *et al.*, 1999; Arrowsmith *et al.*, 2005), peuvent en revanche être exclues: en effet, comme cela a été noté récemment (Westaway *et al.*, 2003; Westaway, 2006), ces hypothèses ne s'accordent pas avec la chronologie caractéristique des phases successives de soulèvement. Cette interprétation est en accord avec les travaux récents de Champagnac *et al.* (2007), qui ont récemment envisagé que la topographie des Alpes soit davantage influencée par les processus d'érosion (liés aux variations climatiques) que par la tectonique des plaques. Ce constat peut d'ailleurs être étendu à l'essentiel de l'Europe occidentale, comme suggéré par Westaway & Bridgland (2008). Cette étude vient donc à l'appui de ces résultats, même s'il convient de rappeler que les 120 m de soulèvement reconnu dans

le bassin de la Moselle depuis la «révolution du Pléistocène moyen» (fig. 5 & 6) ne représentent qu'un quart du soulèvement estimé pour les Alpes durant la même période. Les variations régionales du soulèvement en Europe durant cette période sont discutées dans Bridgland & Westaway (2007a, b) et Bridgland *et al.* (ce volume). Les résultats de la présente étude montrent ainsi que la Moselle présente une évolution similaire à plusieurs autres systèmes fluviaux en Europe occidentale et centrale. Ces variations, observées à travers l'Europe, reflètent les variations dans l'intensité du forçage (intensité des processus de surface) et dans les propriétés variables de la croûte, en particulier l'épaisseur du matériel mafique à la base de la croûte.

5 - CONCLUSION

Les terrasses de la Moselle et de son affluent la Meurthe permettent d'évaluer le soulèvement depuis le Pliocène. Le soulèvement est estimé à environ 120 m depuis la «révolution climatique du Pléistocène moyen» (v. 0,9 Ma), à environ 160 m depuis 2 Ma et à environ 180 m depuis la fin de l'optimum climatique mi-Pliocène (vers 3,1 Ma). Plusieurs phases de soulèvement peuvent être distinguées, le début de chacune d'entre elles coïncidant avec une modification dans le rythme des fluctuations climatiques définies dans le temps long. Cette coïncidence suggère que le soulèvement observé est lié à des augmentations dans l'intensité des processus de surface associés aux changements climatiques (en particulier l'érosion). Ce lien est confirmé par l'utilisation de modèles numériques qui permettent en outre de montrer que les changements brutaux observés pour les vitesses de soulèvement dans le bassin de la Moselle sont déterminés par la faible épaisseur de la couche mobile sous-crustale, lui-même généré par sous-placage mafique à la base de la croûte. L'étude des enregistrements sédimentaires de la Moselle et de la Meurthe met ainsi en évidence des modèles de réponses du milieu qui sont caractéristiques de la plus grande partie du continent européen.

REMERCIEMENTS

Cet article est une contribution au projet IGCP 518 'Fluvial sequences as evidence for landscape and climatic evolution in the Late Cenozoic'. Les auteurs remercient également Pierre Antoine et un relecteur anonyme pour leurs remarques constructives.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARROWSMITH S.J., KENDALL M., WHITE N., VANDECAR J.C., & BOOTH D.C., 2005 - Seismic imaging of a hot upwelling beneath the British Isles. *Geology*, **33**, 345-348.
- BIBUS E., & SEMMEL A., 1977 - Über die Auswirkung quartärer Tektonik auf die altpleistozänen Mittelrhein Terrassen. *Catena*, **4**, 385-408.

- BRIDGLAND D.R., & WESTAWAY R., 2007a - Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, **98**, 285-315.
- BRIDGLAND D.R., & WESTAWAY R., 2007b - Preservation patterns of Late Cenozoic fluvial deposits and their implications: results from IGCP 449. *Quaternary International*, **189**, 5-38.
- BRIDGLAND D.R., WESTAWAY R., & CORDIER S. - Les causes de l'étagement des terrasses alluviales à travers le monde. *Quaternaire*, ce volume.
- BRUN J.P., GUTSCHER M.-A., & DEKORP-ECORS teams, 1992 - Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics*, **208**, 139-147.
- BRUN J.P., WENZEL F. & ECORS-DEKORP working group, 1991 - Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. *Geology*, **19**, 758-762.
- CERMAK V., BALLING N., DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PASQUALE V., PELLIS G., SCHULZ R., & VERDOYA M., 1992 - Heat flow density. In R. Freeman & S. Mueller (eds.), *A Continent Revealed: The European Geotraverse. Atlas of Compiled Data*. Cambridge University Press, Cambridge, 49-57.
- CHAMPAGNAC J.D., MOLNAR P., ANDERSON R.S., SUE C., & DELACOU B., 2007 - Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, **35**, 195-198.
- CLOETINGH S.A.P.L., ZIEGLER P.A., BEEKMAN F., ANDRIESEN P.A.M., MATENCO L., BADA G., GARCIA-CASTELLANOS D., HARDEBOL N., DEZES P., & SOKOUTIS D., 2005 - Lithospheric memory, state of stress and rheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 241-304.
- CORDIER S., 2004 - *Les niveaux alluviaux quaternaires de la Meurthe et de la Moselle entre Baccarat et Coblenze: étude morphosédimentaire et chronostratigraphique, incidences climatiques et tectoniques*. Thèse de Doctorat, Université Paris XII Val de Marne, 455 p.
- CORDIER S., HARMAND D., & FRECHEN M. - The Middle and Upper Pleistocene terraces of the Moselle and middle Rhine fluvial systems in the Rhenish Massif: new correlations and compared evolutions. *Quaternaire*, ce volume.
- CORDIER S., HARMAND D., LOSSON B., & BEINER M., 2004 - Alluviation of the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin, France): lithological contribution to the study of the Moselle capture and Pleistocene climatic fluctuations. *Quaternaire*, **15**, 65-76.
- CORDIER S., FRECHEN M., HARMAND D., & BEINER M., 2005 - Middle and Upper Pleistocene fluvial evolution of the Meurthe and Moselle valleys in the Paris Basin and Rhenish Massif. *Quaternaire*, **16**, 201-205.
- CORDIER S., HARMAND D., FRECHEN M., & BEINER M., 2006a - Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin and Rhenish Massif). *Quaternary Science Reviews*, **25**, 1460-1474.
- CORDIER S., HARMAND D., FRECHEN M., & BEINER M., 2006b - New evidences on the Moselle terrace stratigraphy between the Meurthe confluence (Paris basin) and Koblenz (Rhenish Massif). *Zeitschrift für Geomorphologie*, **50**, 281-304.
- DEKORP Research Group, 1990 - Results of deep-seismic reflection investigations in the Rhenish Massif. *Tectonophysics*, **173**, 507-515.
- DEKORP Research Group, 1991 - Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. *Geophysical Journal International*, **106**, 203-227.
- DEMİR T., WESTAWAY R., BRIDGLAND D., PRINGLE M., YURTME S., BECK A., & ROWBOTHAM G., 2007 - Ar-Ar dating of Late Cenozoic basaltic volcanism in northern Syria: implications for the history of incision by the River Euphrates and uplift of the northern Arabian Platform. *Tectonics*, **26**, TC3012, 30 p. (publié en ligne: doi: 10.1029/2006TC001959).
- EDEL J.B., & FLUCK P., 1989 - The upper Rhenish Shield basement (Vosges, Upper Rhinegraben and Schwarzwald): main structural features deduced from magnetic, gravimetric and geological data. *Tectonophysics*, **169**, 303-316.
- GABLE R., 1979 - Draft of a geothermal flux map of France. In V. Cermaç & L. Rybach (eds), *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer-Verlag, Berlin, 179-185.
- GOES S., SPAKMAN W., & BIJWAARD H., 1999 - A lower mantle source for Central European volcanism. *Science*, **286**, 928.
- HARMAND D., WEISROCK A., GAMEZ P., LE ROUX J., OCCHIETTI S., DESHAIES M., BONNEFONT J.-C., & SARY M., 1995 - Nouvelles données relative à la capture de la Moselle. *Revue Géographique de l'Est*, **35**, 321-343.
- HOFFMANN R., 1996 - Die quartäre Tektonik des südwestlichen Schiefergebirges begründet mit der Höhenlage der jüngeren Hauptterrasse der Mosel und ihrer Nebenflüsse. *Bonner Geowissenschaftliche Schriften*, **19**, 1-156.
- HURTIG E., & STROMEYER D., 1979 - Analysis of the surface heat flow: temperature variations in the upper mantle beneath Europe. In V. Cermaç & L. Rybach (eds), *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer-Verlag, Berlin, 107-111.
- HUXTABLE J., & AITKEN M.J., 1985 - Thermoluminescence dating results for the Paleolithic site Maastricht-Belvédère. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **39**, 41-44.
- KUKLA G.J., 1977 - Pleistocene land-sea correlations. I. Europe. *Earth-Science Reviews*, **13**, 307-374.
- KUKLA G.J., 1978 - The classical European glacial stages: correlation with deep-sea sediments. *Transactions of the Nebraska Academy of Science*, **6**, 57-93.
- MATOSHKO A., GOZHİK P., & DANUKALOVA G., 2004 - Key Late Cenozoic fluvial archives of eastern Europe: the Dniester, Dnieper, Don and Volga. *Proceedings of the Geologists' Association*, **115**, 141-173.
- MEIJER T., & PREECE R.C., 2000 - A review of the occurrence of Corbicularia in the Pleistocene of north-west Europe. *Netherlands Journal of Geosciences*, **79**, 241-255.
- MEYER W., & STETS J., 1998 - Junge Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **149**, 359-379.
- PROSS J., & KLOTZ S., 2002 - Palaeotemperature calculations from the Praetigian/Tiglian (Plio-Pleistocene) pollen record of Lieth, northern Germany; implications for the climatic evolution of NW Europe. *Global and Planetary Change*, **34**, 253-267.
- ROSE J., CANDY I., MOORLOCK B.S.P., WILKINS H., LEE J.A., HAMBLIN R.J.O., LEE J.R., RIDING J.B., & MORIGI A.N., 2002 - Early and early Middle Pleistocene River, coastal and neotectonic processes, southeast Norfolk, England. *Proceedings of the Geologists' Association*, **113**, 47-67.
- ROY M., CLARK P.U., BARENDREGT R.W., GLASMANN J.R., & ENKIN R.J., 2004 - Glacial stratigraphy and paleomagnetism of Late Cenozoic deposits of the north-central United States. *Geological Society of America Bulletin*, **116**, 30-41.
- SCHREVE D.C., & BRIDGLAND D.R., 2002 - Correlation of English and German Middle Pleistocene fluvial sequences based on mammalian biostratigraphy. *Netherlands Journal of Geosciences*, **81**, 357-373.
- SEYREK A., DEMİR T., PRINGLE M., YURTME S., WESTAWAY R., BRIDGLAND D., BECK A., & ROWBOTHAM G., 2008 - Late Cenozoic uplift of the Amanos Mountains and incision of the Middle Ceyhan river gorge, southern Turkey; Ar-Ar dating of the Düziçi basalt. *Geomorphology*, **97**, 321-355.
- TYRÁČEK J., 1983 - River terraces - important paleoclimatic indicator. In A. Billard, O. Conchon & F.W. Shotton (eds), *Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere*. IGCP Project 73-1-24. Report No. 9, UNESCO International Geological Correlation Programme, Paris, 34-41.
- VAN DEN BERG M.W., 1994 - Neotectonics of the Roer Valley rift system. Style and rate of crustal deformation inferred from syn-tectonic sedimentation. *Geologie en Mijnbouw*, **73**, 143-156.
- VAN DEN BERG M.W., & VAN HOOFF T., 2001 - The Maas terrace sequence at Maastricht, SE Netherlands: evidence for 200 m of late Neogene and Quaternary surface uplift. In D. Maddy, M. Macklin & J. Woodward (eds), *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*. Balkema, Rotterdam, 45-86.
- VANDENBERGHE J., 1995 - Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews*, **14**, 631-638.
- VAN VLIET LANÔE B., LAURENT M., EVERAERTS M., MANSY J.-L., & MANBY G., 2000 - Évolution néogène et quaternaire de la Somme, une flexuration tectonique active. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2, Sciences de la terre et des planètes*, **331** (2), 151-158.
- WARNER M.R., 1990 - Basalts, water or shear zones in the lower continental crust? *Tectonophysics*, **173**, 163-174.
- WESTAWAY R., 1994 - Reevaluation of extension in the Pearl River Mouth basin, South China Sea: Implications for continental lithosphere deformation mechanisms. *Journal of Structural Geology*, **16**, 823-838.
- WESTAWAY R., 1998 - Dependence of active normal fault dips on lower-crustal flow regimes. *Journal of the Geological Society*, **155**, 233-253.
- WESTAWAY R., 2001 - Flow in the lower continental crust as a mechanism for the Quaternary uplift of the Rhenish Massif, north-west Europe. In D. Maddy, M. Macklin & J. Woodward (eds), *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*. Balkema, Rotterdam, 87-167.
- WESTAWAY R., 2002a - Geomorphological consequences of weak lower continental crust, and its significance for studies of uplift,

- landscape evolution, and the interpretation of river terrace sequences. *Netherlands Journal of Geosciences*, **81**, 283-304.
- WESTAWAY R., 2002b** - Long-term river terrace sequences: Evidence for global increases in surface uplift rates in the Late Pliocene and early Middle Pleistocene caused by flow in the lower continental crust induced by surface processes. *Netherlands Journal of Geosciences*, **81**, 305-328.
- WESTAWAY R. 2002c** - The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surface processes and flow in the lower continental crust. *Tectonophysics*, **348**, 269-318.
- WESTAWAY R., 2004** - Pliocene and Quaternary surface uplift revealed by sediments of the Loire-Allier river system, France. *Quaternaire*, **15**, 103-115.
- WESTAWAY R., 2006** - Seismic imaging of a hot upwelling beneath the British Isles: Comment. *Geology Online Forum*, e95, (publié en ligne: doi: 10.1130/G22093.1).
- WESTAWAY R., 2008** - Quaternary vertical crustal motion and drainage evolution in East Anglia and adjoining parts of southern England: chronology of the Ingham River terrace deposits. *Boreas*, sous presse.
- WESTAWAY R., & BRIDGLAND D., 2008** - Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps: COMMENT. *Geology Online Forum*, e168 (publié en ligne: doi: 10.1130/G24664C.1).
- WESTAWAY R., MADDY D., & BRIDGLAND D., 2002** - Flow in the lower continental crust as a mechanism for the Quaternary uplift of south-east England: constraints from the Thames terrace record. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 559-603.
- WESTAWAY R., BRIDGLAND D., & MISHRA S., 2003** - Rheological differences between Archaean and younger crust can determine rates of Quaternary vertical motions revealed by fluvial geomorphology. *Terra Nova*, **15**, 287-298.
- WESTAWAY R., BRIDGLAND D., & WHITE M., 2006a** - The Quaternary uplift history of central southern England: evidence from the terraces of the Solent River system and nearby raised beaches. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 2212-2250.
- WESTAWAY R., GUILLOU H., YURTMEN S., BECK A., BRIDGLAND D.R., DEMİR T., SCAILLET S., & ROWBOTHAM G. 2006b** - Late Cenozoic uplift of western Turkey: Improved dating of the Kula Quaternary volcanic field and numerical modelling of the Gediz river terrace staircase. *Global and Planetary Change*, **51**, 131-171.
- WESTAWAY R., GUILLOU H., SEYREK A., DEMİR T., BRIDGLAND D., SCAILLET S., & BECK S., 2008** - Late Cenozoic surface uplift, basaltic volcanism, and incision by the River Tigris around Diyarbakır, SE Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, sous presse.